doi:10.13866/j.azr.2019.01.04

基于 LMDZ 模型的西北干旱区水汽再循环率分析①

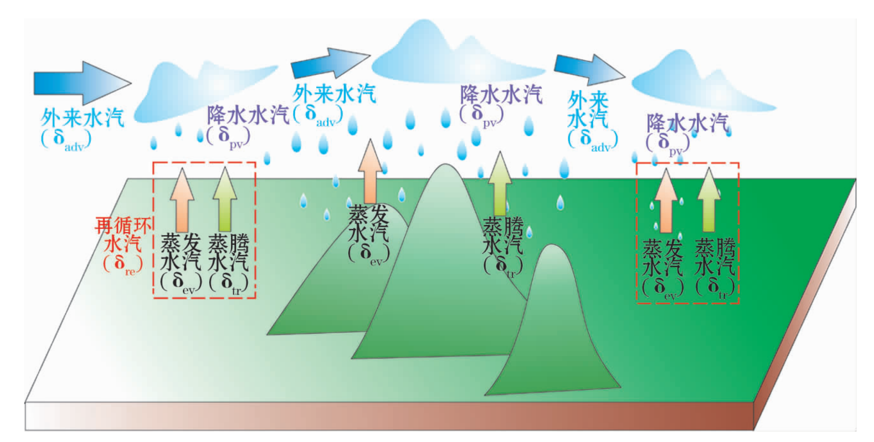
余秀秀[1]，张明军[1]，王圣杰[1,2,3]，邱 雪[1]，杜铭霞[1]，
周苏娥[1]，孟鸿飞[1]

（1. 西北师范大学地理与环境科学学院,甘肃 兰州 730070；
2. 陕西省河流湿地生态与环境重点实验室,陕西 渭南 714099；
3. 中国气象局乌鲁木齐沙漠气象研究所,新疆 乌鲁木齐 830002）

摘 要：局地水汽再循环是陆地水循环过程的重要环节。在我国西北干旱区水汽再循环的绝对量虽然有限,但对区域降水的贡献(即水汽再循环率)却不容忽视。本文基于嵌套同位素模块的 LMDZ 模式模拟数据,运用同位素混合模型,对西北干旱区 1979—2007 年水汽再循环率的时空特征及其作用机制进行了分析。结果表明:研究时段内,外来水汽对降水的月尺度和年尺度贡献率都明显高于再循环水汽,季节上呈夏高冬低,年际上呈逐渐上升的态势;而再循环水汽的贡献率较低,呈夏季低冬季高且逐年下降(冬半年植物蒸腾水汽的贡献率在年际上呈上升趋势)的特点。外来水汽对降水的贡献率存在空间差异,山区附近的值往往较高,荒漠平原区的值则较低。就地表蒸发与植物蒸腾而言,地表蒸发对降水的贡献率整体低于植物蒸腾,但在小范围地区也有相反的规律。外来水汽和地表蒸发水汽的贡献量与其贡献率的空间分布特征基本一致,而植物蒸腾水汽在山区的贡献量高于荒漠平原区。

关键词：水汽再循环；降水贡献率；空间分布；同位素混合模型；LMDZ 模型；西北干旱区

水汽再循环,即地表(主要包括土壤和水体)蒸发和植物蒸腾产生的水汽,是陆地水循环的初始阶段,也是内陆地区降水发生的基本条件之一(图1)[1-2]。水汽再循环形成的降水量在大范围表现出复杂的空间差异,在降水稀缺的地区虽然其绝对值有限,但可能在当地降水中占到可观的比例[3]。显然,科学评估水汽再循环对降水的贡献,即水汽再循环率对于明确不同区域的水循环过程是十分必要的。目前,关于水汽再循环率的研究方法主要有常规的水文气象学模型[4-5]和同位素混合模型[6]。



注:降水水汽由外来水汽和再循环水汽(地表蒸发水汽、植物蒸腾水汽)混合而成。

图1 西北干旱区水汽再循环示意图

Fig. 1 Schema diagram of moisture recycling in the arid region in Northwest China

① 收稿日期:2018-07-16； 修订日期:2018-09-30
基金项目:国家自然科学基金项目(41461003,41771035,41701028);中国沙漠气象科学研究基金(Sqj2016001);陕西省河流湿地生态与环境重点实验室开放基金项目(SXSD201703)资助
作者简介:余秀秀(1992-),女,硕士研究生,主要从事全球变化与可持续发展方面的研究. E-mail:xxyu324@163.com
通讯作者:张明军. E-mail:mjzhang2004@163.com

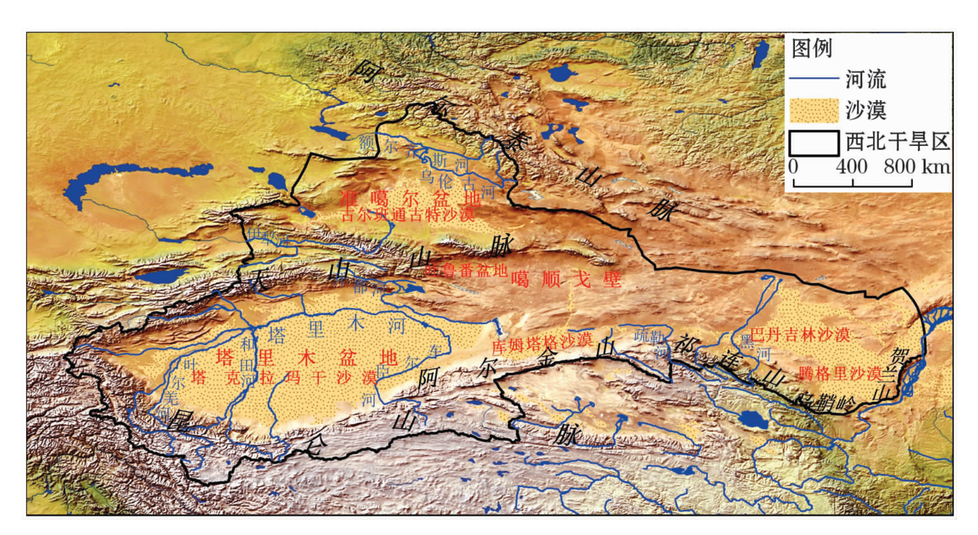


图 2　西北干旱区地理位置示意图

Fig. 2　Geographical location of the arid region in Northwest China

尤其是后者,近年来表现出了独特的优势,在不同的下垫面开展了一系列的案例研究。如果再循环水汽和外来水汽具有不同的同位素比率,那么就可以通过同位素混合模型对再循环水汽和外来水汽的局地降水的贡献进行分割。考虑到地表蒸发和植物蒸腾存在不同的同位素分馏过程,因而可对再循环水汽进行进一步的细分[7]。如果仅区分再循环水汽和外来水汽,这样的模型可以称为二元混合模型;如果继续对再循环水汽细分(如地表蒸发和植物蒸腾),则可以称为三元混合模型甚至多元混合模型[8]。一般来说,二元混合模型更多地用于湖泊等水体蒸发对水汽再循环的影响,即忽略蒸腾项[9-11],而三元混合模型则可以对再循环水汽予以更细致的刻画[12-16]。

在过去的半个多世纪,学者们对全球范围内的降水同位素时空格局已经有了比较清晰的认识,对水汽同位素的地面定点观测也有不少实践,但限于成本,使得水汽同位素的定点观测难以在更大范围推广,特别是对水汽含量相对较低的干旱区监测覆盖更为有限。因此,在这样的背景下,引入的同位素水循环过程的大气环流模式(general circulation model,GCM)越发受到关注。虽然遥感手段对于大尺度的水汽同位素也可以进行反演,但大气环流模式可以更好地揭示其分馏机理,从而扩展当前基于地面实测同位素资料的研究[17-22]。

中国西北干旱区作为世界上最干旱的地区之一[23](图 2),其地理位置和地形条件使得该区域能到达的湿润气流主要来源于西风环流。区域内山、盆相间,天山和祁连山等高大山脉的迎风坡降水较多,而盆地内部往往降水十分稀少;高山积雪资源丰富,构成了以山地—绿洲—荒漠三大生态系统为基本特征的特殊自然单元,进行着以水为主要驱动力和纽带的物质运移及能量转化,水资源的形成、转化和水循环过程独具区域特色。显然,水资源是西北干旱区的基本保障性自然资源和战略性经济资源,并成为各界人士关注的热点话题[24-29]。本文选用一款嵌套了同位素模块的全球大气环流模式——LMDZ 模型[30](含张弛逼近与否的两种输出结果)模拟的降水稳定同位素以及相关气象要素(温度、压强、比湿等),借助同位素混合模型的思路,分析了西北干旱区水汽再循环对降水贡献率的时空特征及其作用机制。从而在借助稳定同位素技术定量评估西北干旱区水汽再循环率方面取得一定突破;同时对比分析了水汽再循环与外来水汽对降水的相对贡献,表明水汽再循环在区域大气水汽平衡中至关重要,且在局部地区形成降水,为干旱区提供少量珍贵水资源。这对于深入理解西北内陆水循环过程及陆—气相互作用提供了有价值的参考,并为同位素模拟技术应用于水文水资源领域提供思路。

1　数据和方法

1.1　数据来源

本文所采用的同位素大气环流模式为 LMDZ (Laboratoire de Météorologie Dynamique Zoom)模型,数据由稳定水同位素比较小组第二阶段(Stable Water Isotope Intercomparison Group Phase2,简称

SWING2)整编发布(http://www.giss.nasa.gov/swing2/)。该模型是由法国气象动力实验室研发,其水平分辨率为 2.54°(纬度)×3.75°(经度)。本研究使用了该模型的两种结果,一种是基于 AMIP 标准的模拟结果,简称 LMDZ(free);另一种是根据 ECMWF 风场进行张弛逼近的模拟结果,简称 LMDZ(nudged)。此外,本文在计算中还应用了模拟得到的相应气象参数。研究表明,LMDZ 模型模拟数据在描述区域降水同位素、土壤水同位素组成及时空特征等方面精度较高[18-19,22]。因此,本文尝试借助该模型对西北干旱区水汽再循环对降水的贡献率进行初步研究。

降水稳定氢氧同位素比率用$^{18}O/^{16}O$ 和 D/H 的大小相对于维也纳标准平均海洋水 V-SMOW(Vienna Standard Mean Ocean Water)的千分差表示[31]:

$$\delta^{18}O = \left(\frac{H_2{}^{18}O/H_2O}{R} - 1\right) \times 1\,000‰ \qquad (1)$$

$$\delta D = \left(\frac{HDO/H_2O}{R} - 1\right) \times 1\,000‰ \qquad (2)$$

式中:R 为 LMDZ 模式标准物中$^{18}O/^{16}O$ 和 D/H 的比率,分别取 0.002 005 2 和 0.000 155 76。

1.2 同位素混合模型

一般来说,外来水汽和局地再循环水汽共同作用于降水水汽[32],于是水汽再循环率可以表示为:

$$f_{re} = \frac{P_{re}}{P_{re} + P_{adv}} \qquad (3)$$

式中:f_{re}为水汽再循环率;P_{re}和 P_{adv}分别表示再循环水汽和外来水汽所形成的降水。如果将这里的再循环水汽大致分为地表蒸发和植物蒸腾产生的水汽,那么,水汽再循环率也可写为:

$$f_{re} = \frac{P_{tr} + P_{ev}}{P_{tr} + P_{ev} + P_{adv}} \qquad (4)$$

式中:P_{tr}、P_{ev}和 P_{adv}分别是植物蒸腾、地表蒸发和外来水汽所形成的降水,这就是三元混合模型的基本构架。在三元混合模型中,存在着这样的关系:

$$\delta_{pv} = \delta_{tr}f_{tr} + \delta_{ev}f_{ev} + \delta_{adv}f_{adv} \qquad (5)$$

$$f_{tr} + f_{ev} + f_{adv} = 1 \qquad (6)$$

式中:f_{tr}、f_{ev}和f_{adv}分别是植物蒸腾水汽、地表蒸发水汽以及外来水汽在降水水汽中所占的比例,即对降水的贡献率;δ_{pv}、δ_{tr}、δ_{ev}和 δ_{adv}分别是降水水汽、植物蒸腾水汽、地表蒸发水汽和外来水汽中的稳定同位素值。在本文中,三元混合模型通过 IsoError 软件 1.04 版本[13](http://www.epa.gov/eco-research)实现,同时该软件还评估了每种来源的标准误差和 95% 置信区间。

当然,现实中可能存在着蒸发水汽或蒸腾水汽贡献率极低的情形(如荒漠区植被产生的蒸腾有时可以忽略不计,绿洲区的蒸发通量也可能明显小于蒸腾通量[33]),这就使得三元混合模型会出现无解的情况。因此,本文在运用同位素三元混合模型计算各水汽贡献率时,如不能得出合理范围内的数值($0 \leqslant f \leqslant 100\%$),则对该格点采用二元混合模型,即:

$$\delta_{pv} = \delta_{re}f_{re} + \delta_{adv}f_{adv} \qquad (7)$$

$$f_{re} + f_{adv} = 1 \qquad (8)$$

式中:δ_{pv}、δ_{pv}和 δ_{adv}分别是降水水汽、再循环水汽(参考三元混合模型结果,在地面蒸发和植物蒸腾中选择一种主导的通量)和外来水汽的稳定同位素值;f_{re}和f_{adv}分别是再循环水汽和外来水汽对降水的贡献率。

1.3 降水水汽的同位素组成

在基于降水同位素估算水汽同位素比率时,采用了一种不含同位素平衡分馏假设的订正方法,结合西北干旱区及其周边地区的局地蒸发线斜率,运用 Hydrocalculator 软件 1.03 版本[34](http://hydrocalculator.gskrzypek.com)计算得到降水水汽同位素[35](δ_{pv}):

$$\delta_{pv} = \frac{\delta_P - k\varepsilon^+}{1 + k\varepsilon^+} \qquad (9)$$

式中:δ_P 是降水同位素;k 是调节参数,即局地蒸发线斜率的实测值与模拟值之差;ε^+是水—气间的平衡分馏参数,即:

$$\varepsilon^+ = 10^3(a^+ - 1) \qquad (10)$$

式中:a^+是基于温度的平衡分馏参数,即:

$$10^3\ln^2 a^+ = \frac{1\,158.8T^3}{10^9} - \frac{1\,620.1T^2}{10^6} + \frac{794.84T}{10^3} - 161.04 + \frac{2.999\,2\times10^9}{T^3} \qquad (11)$$

$$10^3\ln^{18} a^+ = -7.685 + \frac{6.712\,3\times10^3}{T} - \frac{1.666\,4\times10^6}{T^2} + \frac{0.350\,41\times10^9}{T^3} \qquad (12)$$

式中:T 是绝对温度。

模拟的局地蒸发线斜率(S_{lel})为:

$$S_{lel}=\frac{(h-10^{-3\,18}\varepsilon)\left[h(^{2}\delta_{pv}-{}^{2}\delta_{P})+{}^{2}\varepsilon(1+10^{-3\,2}\delta_{P})\right]}{(h-10^{-3\,2}\varepsilon)\left[h(^{18}\delta_{pv}-{}^{18}\delta_{P})+{}^{18}\varepsilon(1+10^{-3\,18}\delta_{P})\right]} \quad (13)$$

式中：δ_{pv} 和 δ_P 分别是降水水汽同位素和降水同位素；ε 是总体分馏参数；h 是相对湿度，可根据 LMDZ 模型模拟的地表 2 m 气温、表面压强、2 m 比湿等气象参数计算得到，其中饱和水汽压采用马格努斯(Magnus)经验公式计算[36]，即：

$$h=\frac{e}{E}\times 100\% \quad (14)$$

$$e=\frac{1}{0.622}pq \quad (15)$$

$$E=E_0 10^{\frac{at}{b+t}} \quad (16)$$

式中：e 是水汽压；E 是同温度下的饱和水汽压；p 是表面压强；q 是 2 m 高度的比湿；E_0 是 $t=0$ ℃时，纯水平面上的饱和水汽压，取值为 6.11 hPa；t 是地表 2 m 气温，单位为℃；对于水面来说，$a=7.5$，$b=237.3$。

总体分馏参数(ε)计算如下：

$$\varepsilon=\varepsilon^{+}/a^{+}\varepsilon_k \quad (17)$$

式中：ε^{+}是水—气间的平衡分馏参数；a^{+}是基于温度的平衡分馏参数；ε_k 是动力分馏参数，即：

$$\varepsilon_k=(1-h)\theta n C_D \quad (18)$$

式中：h 是相对湿度；权重值 θ 对于蒸发通量不会显著干扰环境湿度的小型水体取 1，对于大型水体取 0.5；n 对于稳定层(如土壤表层或叶片表面)取 1，对于自然状态下的大型开放水体取 0.5；$^{2}C_D$ 和$^{18}C_D$ 是分子扩散效率参数，本文计算降水水汽的过程中，$^{2}C_D$ 取 12.5‰，$^{18}C_D$ 取 14.2‰[31]；调节参数 k 的取值区间是 0.6～1.0，步长为 0.000 1，k 的最终取值决定于计算得到的局地蒸发线斜率与实测得到的局地蒸发线斜率之间的差值，当二者最接近时，得到 k 值。为了得到研究区的蒸发线斜率，笔者收集了以往文献中的相关数据，在此基础上于 2017 年 7—8 月在祁连山地区的古浪、肃北、肃南、天祝和乌鞘岭等地[37]进行了盆面蒸发实验[38]，并得到蒸发线，各来源的蒸发线斜率的算术平均值为 4.4(表 1)。实测样品在西北师范大学地理与环境科学学院稳定同位素实验室利用美国 Los Gatos Research 公司研发的 DLT－100 型液态水同位素分析仪进行分析，分析方法和精度可以参见文献〔39〕。

1.4 植物蒸腾水汽的同位素组成

一般来说，植物木质部水同位素即为植物吸收利用的水同位素，并且在叶片蒸腾时不再发生分馏，于是可以通过植物木质部水同位素来估算蒸腾水汽同位素。鉴于植物木质部水与降水的同位素波动范围总体一致[12,14]，在一定程度上可以采用长期的降水稳定同位素代替植物蒸腾水汽同位素(δ_{tr})，带入同位素混合模型，即：

$$\delta_{tr}\approx\delta_p \quad (19)$$

式中：δ_p是降水稳定同位素。

1.5 地表蒸发水汽的同位素组成

地表蒸发水汽同位素(δ_{ev})采用简化的Craig-

表 1 西北干旱区及其周边地区局地蒸发线

Tab.1 Local evaporation lines in and around the arid region in Northwest China

采样点	纬度(N)	经度(E)	局地蒸发线	样本数(个)	数据来源
古浪	37°29′	102°54′	$\delta D=3.43\delta^{18}O-23.46$	29	实测(2017 年 7—8 月)
肃北	39°31′	94°53′	$\delta D=4.17\delta^{18}O-29.98$	30	实测(2017 年 7—8 月)
肃南	38°50′	99°37′	$\delta D=3.95\delta^{18}O-19.93$	31	实测(2017 年 8 月)
天祝	36°59′	103°11′	$\delta D=3.90\delta^{18}O-20.41$	20	实测(2017 年 7—8 月)
乌鞘岭	37°12′	102°52′	$\delta D=5.09\delta^{18}O-15.80$	30	实测(2017 年 7—8 月)
新疆博斯腾湖	41°56′～42°14′	86°40′～87°26′	$\delta D=2.99\delta^{18}O-14.91$	9	文献〔40〕
哈萨克斯坦东部湖泊	44°～48°	76°～86°	$\delta D=5.74\delta^{18}O-24.19$	16	文献〔41〕
塔吉克斯坦喀拉湖	38°48′～39°12′	73°12′～73°36′	$\delta D=5.01\delta^{18}O-35.20$	8	文献〔42〕
内蒙古呼伦湖	48°33′～49°20′	116°58′～117°48′	$\delta D=4.88\delta^{18}O-32.12$	13	文献〔43〕
内蒙古达里诺尔湖	43°13′～43°23′	116°29′～116°45′	$\delta D=4.49\delta^{18}O-23.14$	12	文献〔44〕
天山北坡湖泊	43°23′～44°37′	87°26′～89°17′	$\delta D=4.75\delta^{18}O-20.88$	16	文献〔14〕

Gordon 模型计算[45-46],其公式表示为:

$$\delta_{ev}=\frac{\delta_s-h\delta_{adv}-\varepsilon}{1-h} \qquad (20)$$

式中:h 是相对湿度;δ_{adv}是外来水汽同位素值;ε 是总分馏参数;δ_s 是地表水同位素值,参考以往研究,这里用长时间序列的降水同位素加权平均值代替地表水同位素[12]。

1.6 外来水汽的同位素组成

在同位素混合模型中,知道水汽传输方向以及上风向站点的降水同位素,便可根据瑞利分馏公式计算出外来水汽的同位素[12]。考虑到西北干旱区主要盛行西风气流,这里默认水汽自西向东传输(图 3),那么,外来水汽同位素(δ_{adv})可按如下公式计算:

$$\delta_{adv}=\delta_{pv-adv}+10^3(a^+-1)\ln F \qquad (21)$$

式中:δ_{pv-adv}是根据上风向站点的降水同位素计算得到的水汽同位素,采用式(9)进行计算;a^+ 是基于温度的平衡分馏参数;F 是结果水汽与原始水汽的比值,多采用可降水量或比湿进行估算[14],本文通过模式模拟的比湿来计算 $F(0\leqslant F\leqslant 1)$,默认外来水汽在传输过程中遵循比湿递减规律,故当出现 $F>1$ 时,默认 $F=1$。

2 结果与分析

2.1 水汽再循环率的季节变化

LMDZ(free)和 LMDZ(nudged)模拟的季节变化(图 4)显示:外来水汽对降水的贡献率最高,且夏半年高、冬半年低;地表蒸发水汽对降水的贡献率最低,且季节波动明显,1—6 月持续减小,7—12 月总体呈增大趋势,其中夏秋季节(7—9 月)增幅较小,秋冬季节(10—12 月)增幅较大;植物蒸腾水汽对降水的贡献率介于外来水汽和地表蒸发水汽之间,且冬半年高、夏半年低。

LMDZ(free)模拟显示:外来水汽贡献率(图 4a)

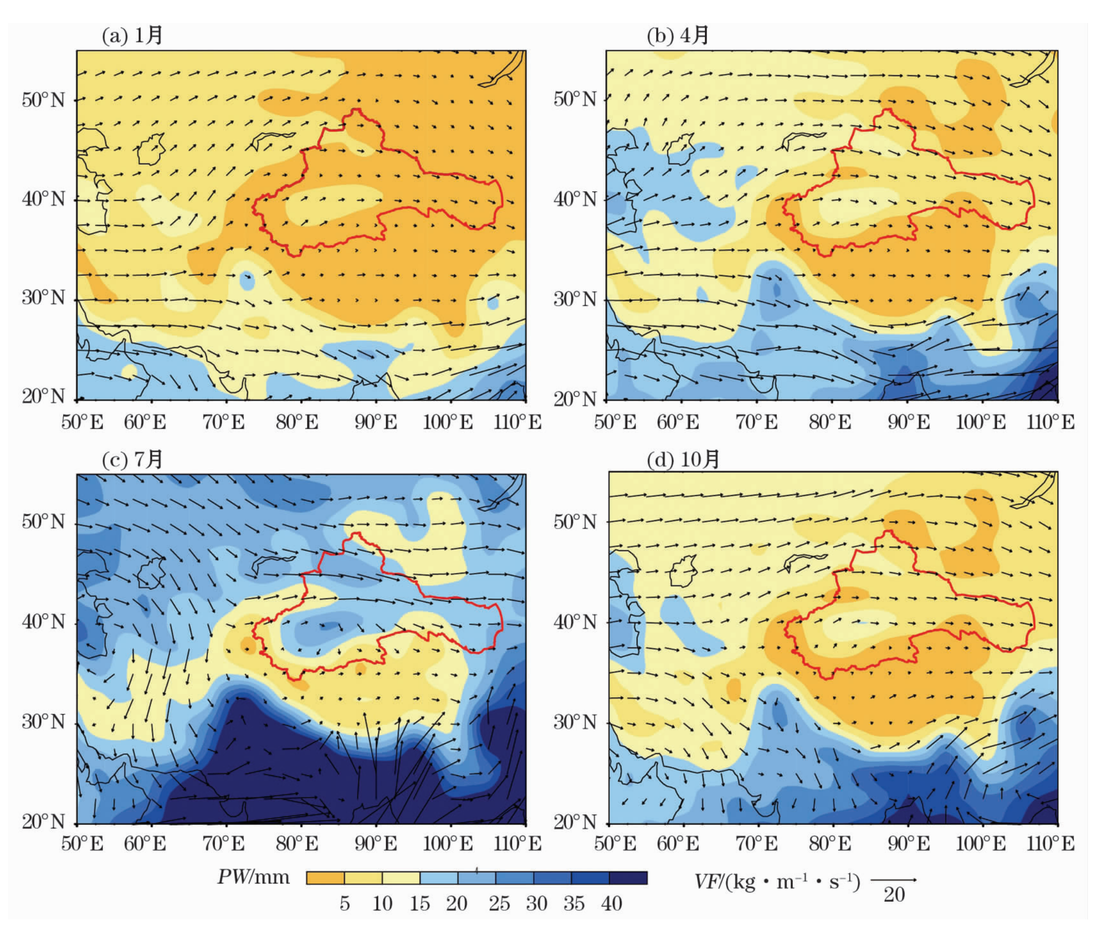


图 3 根据 NCEP/NCAR 再分析数据的 1979—2007 年西北干旱区地表至 300 hPa 的月平均可降水量(*PW*)和水汽通量(*VF*)

Fig. 3 Monthly mean precipitable water(*PW*) and vapor flux(*VF*) from ground surface to 300 hPa in the arid region in Northwest China, on the basis of National Centers for Environmental Prediction/National Center for Atmospheric Research Reanalysis during the period of 1979 - 2007

介于77.4% ~99.4%,1 月贡献率较低,7—8 月贡献率较高且基本持平,整体呈夏半年(4—10 月)高、冬半年(11 月至翌年 3 月)低,呈先增大后减小的趋势。地表蒸发水汽贡献率(图 4b)介于 0.01% ~14.1%,6 月贡献率较低,12 月至翌年 2 月贡献率较高且基本持平,但在 7—9 月蒸发贡献率出现峰值,这可能与我国西北干旱区水热条件有关[24,27-28]。植物蒸腾水汽贡献率(图 4c)介于0.05% ~17.8%,8 月贡献率较低,1 月贡献率较高。整体上,植物蒸腾水汽贡献率较地表蒸发水汽贡献率高,但二者在季节变化上都呈夏半年低、冬半年高,呈先减小后增大的趋势。

LMDZ(nudged)模拟显示:外来水汽贡献率(图 4d)介于 72.0% ~98.7%,1 月贡献率较低,6—9 月贡献率较高且基本持平,整体呈夏半年高、冬半年低,呈先增大后减小的趋势。地表蒸发水汽贡献率(图 4e)介于 0.01% ~11.0%,6 月贡献率较低,12 月至翌年 2 月贡献率较高且基本持平,7—9 月蒸发贡献率同样出现较高值。植物蒸腾水汽贡献率(图 4f)介于 0.2% ~21.2%,11 月至翌年 4 月贡献率较高且基本持平,6—9 月贡献率较低且基本持平。整体上,植物蒸腾水汽贡献率较地表蒸发水汽贡献率高,且二者在季节变化上都呈夏半年低、冬半年高,呈现出先减小后增大的趋势。

结合我国西北干旱区 1 月、4 月、7 月和 10 月地表至 300 hPa 的月平均可降水量和水汽通量(图 3)可知,西北干旱区全年盛行西风气流,水汽自西向东输送,以 1 月为代表的冬季水汽通量小,盛行干冷气流(图 3a),外来水汽贡献率相对较低。而以 7 月为代表的夏季水汽通量大,气团水汽含量相对较高(图 3c),对应的外来水汽贡献率较高,蒸腾水汽贡献率较低,但在这一时期,地表温度较高、湿度较大,因而,地表蒸发水汽的贡献率在 7—9 月较高。以 4 月和 10 月为代表的春、秋季水汽通量(图 3b,3d)处于过渡状态,外来水汽贡献率分别由低到高以及由高到低变化,水汽再循环贡献率分别由高到低以及由低到高变化。

2.2　水汽再循环率的年际变化

LMDZ(free)和 LMDZ(nudged)模拟的年际贡献率(图 5)和年际贡献量(图 6)显示:外来水汽对降水的贡献率及其贡献量最高,植物蒸腾水汽次之,地表蒸发水汽最低;此外,就其年内分布的年际变化而言,外来水汽的年际贡献率呈夏半年高、冬半年低,且有逐年上升的趋势;除冬半年植物蒸腾水汽贡献率呈逐年上升趋势外,地表蒸发水汽和植物蒸腾水汽对降水的年际贡献率都呈夏半年低、冬半年高且

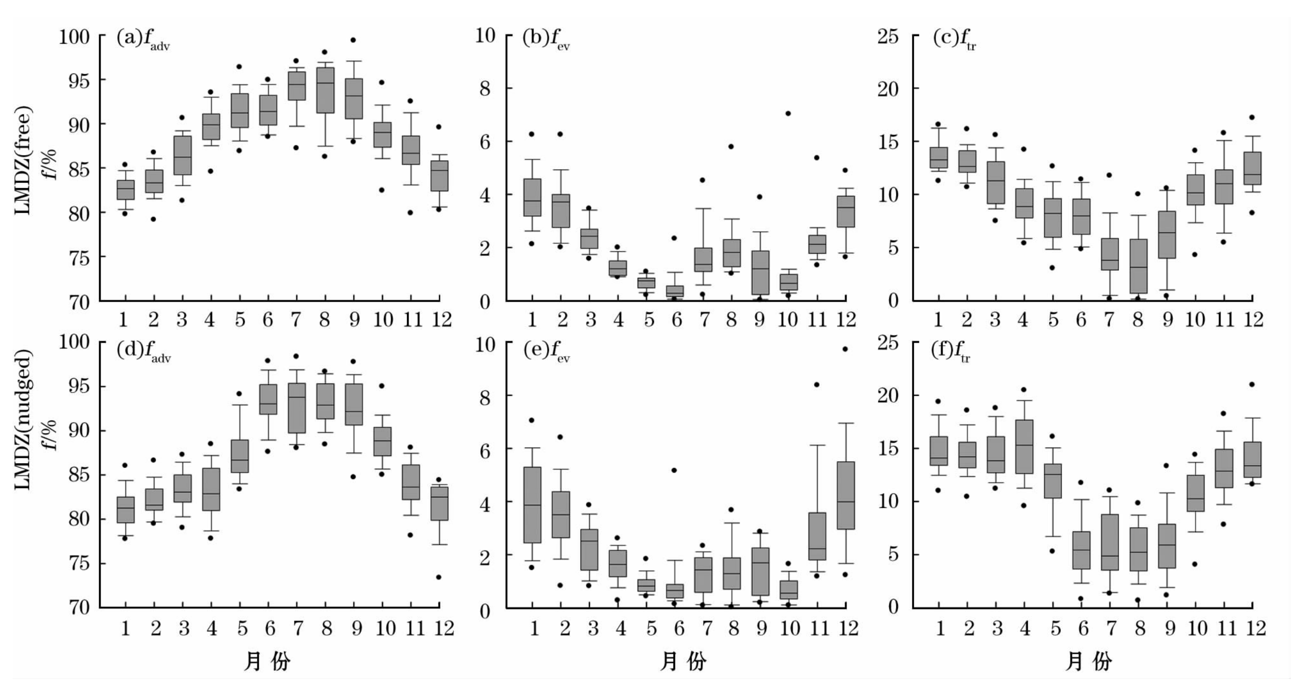


图 4　LMDZ(free)和 LMDZ(nudged)模拟的西北干旱区 1979—2007 年外来水汽、地表蒸发水汽和植物蒸腾水汽对降水贡献率的季节变化

Fig. 4　Seasonal variations of contribution rates of advection vapor, surface evaporation vapor and plant transpiration vapor to precipitation in the arid region in Northwest China, derived from LMDZ(free) and LMDZ(nudged) during the period of 1979 – 2007

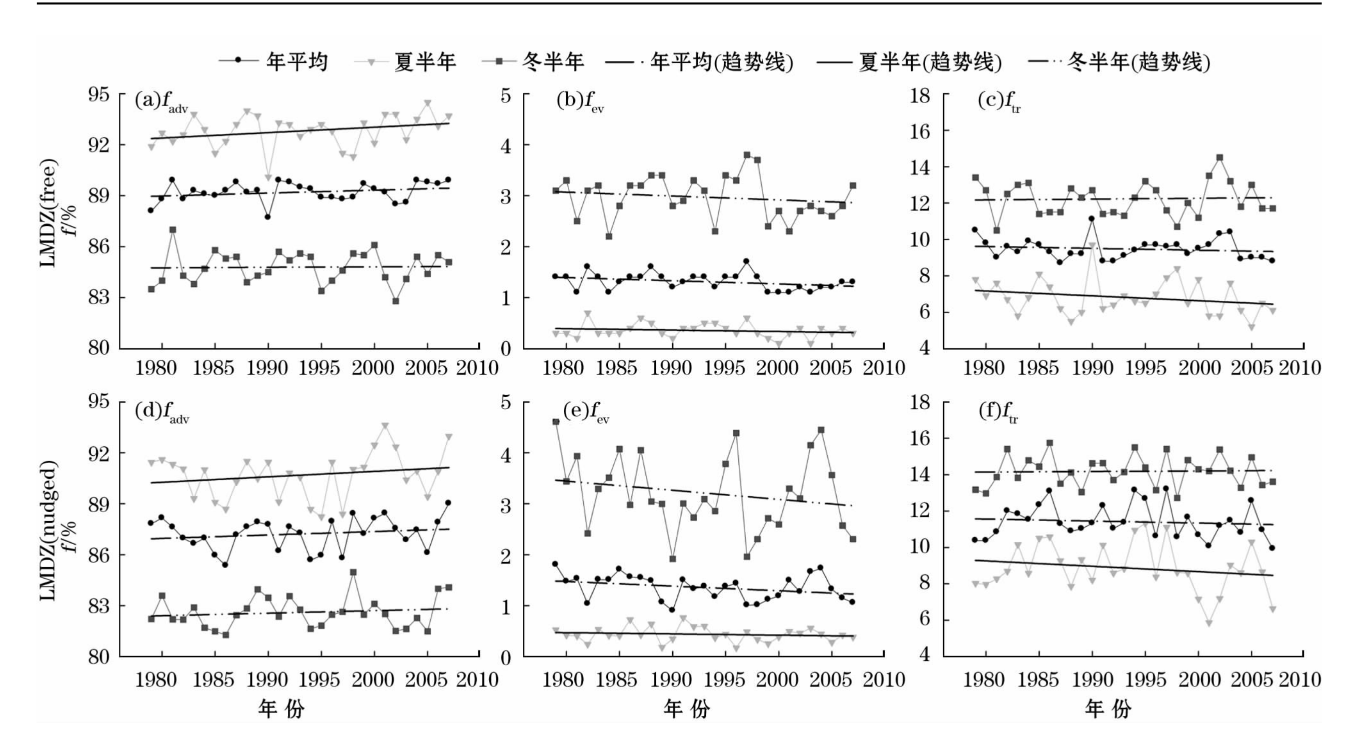


图 5　LMDZ(free)和 LMDZ(nudged)模拟的西北干旱区 1979—2007 年外来水汽、地表蒸发水汽和植物蒸腾水汽对降水贡献率的年际变化

Fig. 5　The inter-annual variations of contribution rates of advection vapor, surface evaporation vapor and plant transpiration vapor to precipitation in the arid region in Northwest China, derived from LMDZ (free) and LMDZ (nudged) during the period of 1979 – 2007

有逐年下降的趋势。

LMDZ(free)模拟显示:外来水汽的年均贡献率(图 5a)介于 87.7% ~89.9%,其年均贡献量较大,介于 343.8 ~501.2 mm(图 6a),年内波动较大;夏半年贡献率介于 90.1% ~94.5%,冬半年贡献率介于 82.8% ~87.0%,在 1981 年和 2002 年,冬半年贡献率分别出现最高值和最低值,1990 年夏半年贡献率出现最低值。地表蒸发水汽的年均和夏半年贡献率(图 5b)较低,分别介于 1.1% ~1.7% 和 0.1% ~0.7%,其年均贡献量小,介于 7.1 ~14.4 mm(图 6c),年内波动较小;冬半年贡献率较高且年际波动较大,介于 2.2% ~3.8%,其各月贡献量较大且比较分散。植物蒸腾水汽对降水的年均贡献率(图 5c)介于 8.8% ~11.1%,其年均贡献量介于 39.2 ~59.8 mm(图 6e),年内波动较小;夏半年贡献率介于 5.2% ~9.7%,冬半年贡献率介于 10.5% ~14.5%,在 1981 年和 2002 年,冬半年贡献率分别出现最低值和最高值,1990 年夏半年贡献率出现最高值。

LMDZ(nudged)模拟显示:外来水汽的年均贡献率(图 5d)介于 85.4% ~89.0%,其年均贡献量介于 243.6 ~434.6 mm(图 6b),年内波动较大;夏半年贡献率介于 88.2% ~93.6%,冬半年贡献率介于 81.3% ~85.0%,其夏半年贡献量较冬半年贡献量多;1998 年冬半年贡献率出现最高值,2001 年夏半年贡献率出现最高值。地表蒸发水汽的年均贡献率(图 5e)介于 0.9% ~1.8%,其年均贡献量介于 4.1 ~13.3 mm(图 6d),年内波动较小;夏半年贡献率介于 0.2% ~0.8%,冬半年贡献率波动较大,介于 1.9% ~4.6%,其冬半年贡献量较夏半年贡献量多且较为分散。植物蒸腾水汽对降水的年均贡献率(图 5f)介于 9.9% ~13.2%,其年均贡献量介于 30.6 ~53.4 mm(图 6f),年内波动较小;夏半年贡献率介于 5.9% ~11.3%,冬半年贡献率介于12.7% ~15.8%,1981 年冬半年贡献率出现最低值。

2.3　水汽再循环率的空间分布

LMDZ(free)和 LMDZ(nudged)模拟的外来水汽和水汽再循环对降水的贡献率(图 7)及其贡献量(图 8)空间分布不均。总体来看,研究区外来水汽贡献率普遍较高,尤其在山区呈现较高值,在荒漠平原区呈现较低值[47];而水汽再循环中地表蒸发水汽贡献率在大部分地区低于植物蒸腾水汽贡献率,但在小范围地区却高于植物蒸腾水汽贡献率。研究区外来水汽和地表蒸发水汽对降水的贡献量与其贡献

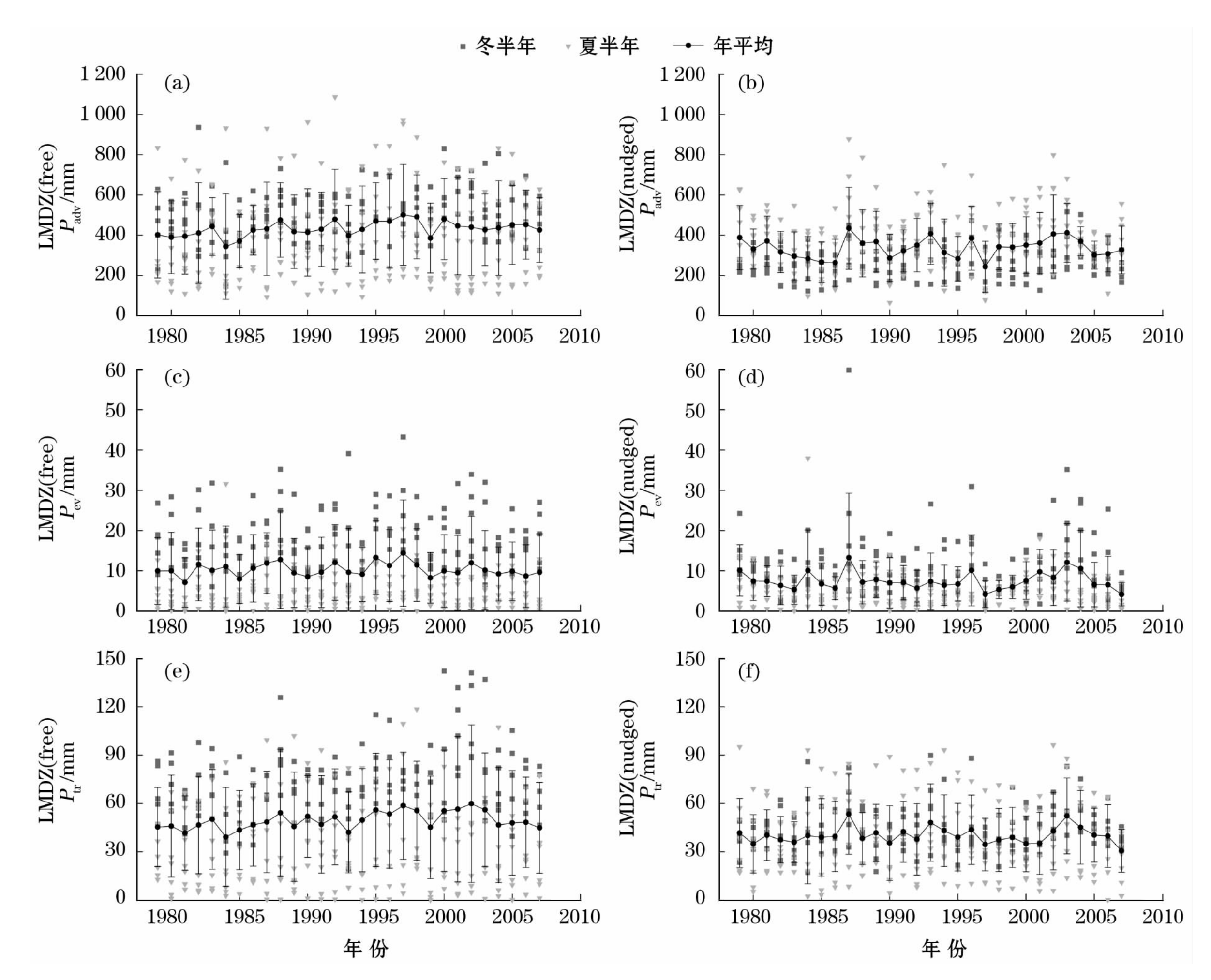


图6　LMDZ(free)和LMDZ(nudged)模拟的西北干旱区1979—2007年外来水汽、地表蒸发水汽和植物蒸腾水汽对降水贡献量的年际变化和逐月分布

Fig. 6　The inter-annual variations and monthly distributions of precipitation contributed by advection vapor, surface evaporation vapor and plant transpiration vapor in the arid region in Northwest China, derived from LMDZ (free) and LMDZ (nudged) during the period of 1979 – 2007

率呈正相关，即在山区较高，在荒漠平原区较低；而植物蒸腾水汽对降水的贡献量与其贡献率呈负相关。

LMDZ(free)模拟的外来水汽对降水的贡献率显示：在新疆北部(北疆)、南部(南疆)和内蒙古阿拉善等荒漠平原区的年均贡献率较低(图7a)，介于55% ~80%；而在天山山脉西部、昆仑山西部和东部等山区的年均贡献率较高，介于85% ~100%；其余地区贡献率都在80% ~85%。在夏半年，外来水汽贡献率的较低值(55% ~80%)主体分布在南疆、内蒙古阿拉善等荒漠平原区，而在新疆准噶尔盆地—吐鲁番盆地—库姆塔格沙漠—内蒙古巴丹吉林沙漠以北地区出现较高值(85% ~100%)，呈现出近似纬向分布的特征(图7d)。在冬半年，形成了以北疆、南疆和内蒙古腾格里沙漠等荒漠平原区为中心的低值区(55% ~80%)，并形成了以天山西部、昆仑山西部和东部等山区为中心的高值区(85% ~100%)，自西向东高值区和低值区经向排列(图7g)。对比而言，LMDZ(nudged)模拟的外来水汽的年均贡献率和夏半年贡献率相对较高，其年均较低值(55% ~80%)主体分布在南疆、内蒙古阿拉善等荒漠平原区，而在天山西部、昆仑山西部和东部、新疆以东、巴丹吉林沙漠以西地区贡献率较高(85% ~100%)(图7j)。在夏半年，外来水汽贡献率的较低值(55% ~80%)主体分布在南疆和内蒙古阿拉善等荒漠平原区，而较高值(85% ~100%)面积扩大，在吐鲁番盆地以东地区表现出近似纬向分布的特征(图7m)。在冬半年，外来水汽的贡献率整体较低，在南疆和内蒙古阿拉善等荒漠平原区形成低值中心(55% ~80%)，而在天山西段、昆仑

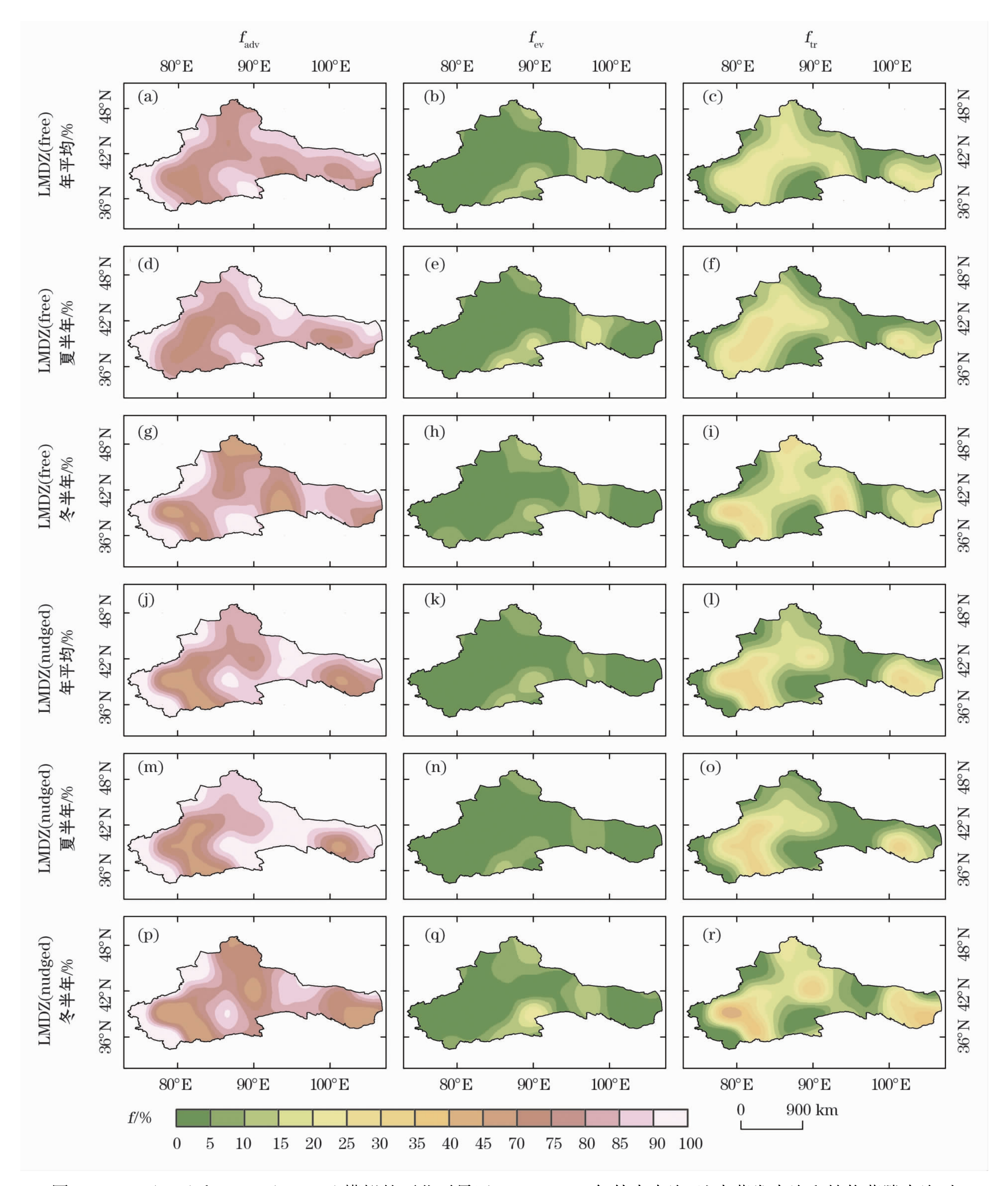


图 7 LMDZ(free)和 LMDZ(nudged)模拟的西北干旱区 1979—2007 年外来水汽、地表蒸发水汽和植物蒸腾水汽对降水贡献率的空间变化

Fig. 7 The spatial variations of contribution rates of advection vapor, surface evaporation vapor and plant transpiration vapor to precipitation in the arid region in Northwest China, derived from LMDZ (free) and LMDZ (nudged) during the period of 1979 – 2007

山西段等山区、以及南疆荒漠平原区东部、内蒙古阿拉善荒漠平原区北部等地区，形成了高值中心(85% ~100%)，经向分布明显(图 7p)。结合图 8，外来水汽对降水的贡献率在 55% ~80% 时，其贡献量低于 50 mm；贡献率在 80% ~85% 时，其贡献量在 50 ~200 mm；贡献率在 85% ~100% 时，其贡献量在 200 mm 以上(图 8a,8d,8g,8j,8m,8p)。

LMDZ (free) 和 LMDZ (nudged) 模拟的水

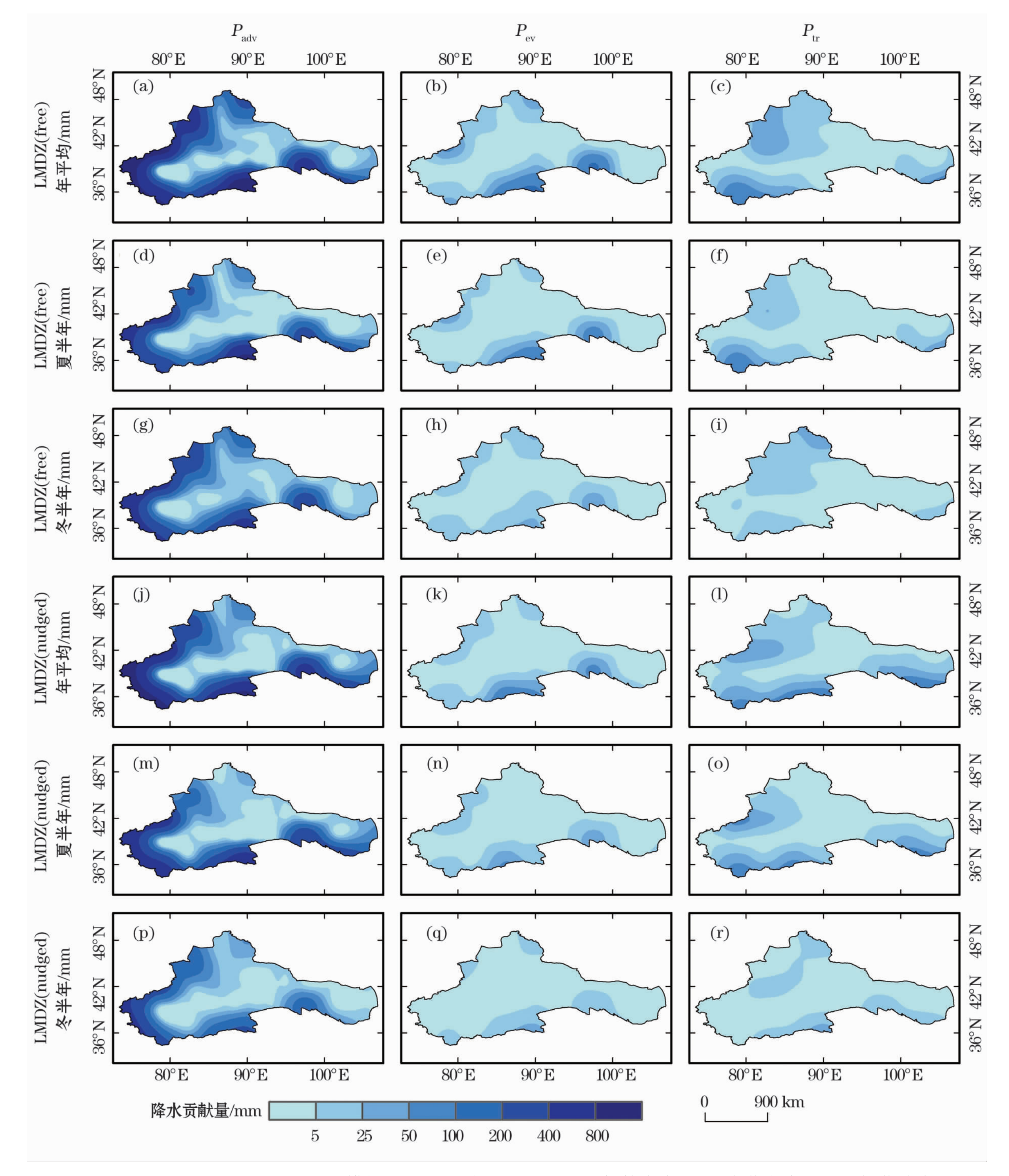


图 8 LMDZ(free)和 LMDZ(nudged)模拟的西北干旱区 1979—2007 年外来水汽、地表蒸发水汽和植物蒸腾水汽对降水贡献量的空间变化

Fig. 8 The spatial variations of precipitation contributed by advection vapor, surface evaporation vapor and plant transpiration vapor in the arid region in Northwest China, derived from LMDZ (free) and LMDZ (nudged) during the period of 1979 – 2007

汽再循环贡献率的空间分布比较相似:其中地表蒸发水汽的年均、夏半年和冬半年的贡献率在大部分地区较低,介于 0 ~ 5% ,其贡献量低于 5 mm(图 8b,8e,8h,8k,8n,8q),仅在黑河流域、昆仑山东部、北疆阿尔泰山等地区呈现较高值,介于 5% ~20% (图 7b,7e,7k,7n),其贡献量在 5 ~ 100 mm;在冬半年,其贡献率介于 0 ~ 5% 的区域范围缩小,介于 5% ~ 10% 的区域范围增大,特别是北疆和南疆以东、河西走廊以北、内蒙古阿拉善等荒漠平原区(图 7h,7q)。植物蒸腾水汽的年均、夏半年贡献率在大部分地区

较高,介于15%～35%,而在河西走廊荒漠平原区、昆仑山西部和东部、阿尔泰山等山区的贡献率较低,介于0～15%(图7c,7f,7l,7o);在冬半年,其贡献率介于5%～15%的区域范围缩小,介于15%～45%的区域范围增大,特别是在北疆、内蒙古阿拉善等荒漠平原区这种特征尤为明显(图7i,7r);整体上,研究区植物蒸腾水汽对降水的年均贡献量较高,夏半年次之,冬半年较低;但其对降水的贡献量与贡献率的空间分布并不一致,在天山、昆仑山、祁连山、乌鞘岭等山区对降水的贡献量高于周围的荒漠平原区(图8c,8f,8i,8l,8o,8r)。

2.4 水汽再循环率机理探讨

LMDZ(free)和LMDZ(nudged)模拟结果显示(图9):降水水汽中$\delta^{18}_{pv}O$分别介于－33.1‰～－11.5‰与－33.6‰～－12.3‰,外来水汽中$\delta^{18}_{adv}O$与降水水汽中的$\delta^{18}_{pv}O$比较接近,分别介于－34.8‰～－11.6‰与－35.1‰～－11.8‰。这说明外来水汽在降水形成过程中居于主体地位。夏季外来水汽中重同位素与本地降水水汽中的重同位素最为接近,其对降水的贡献率居于主体(图4a,4d);而冬季外来水汽中重同位素比率相对偏离降水水汽中的同位素比率,其贡献率也相对较低。

此外,由于外来水汽在输送过程中会发生同位素分馏,且随着外来水汽输送强度的变化,其分馏程度也相应不同,进而导致其贡献率发生变化。由LMDZ(free)和LMDZ(nudged)模拟的外来水汽中$\delta^{18}O$的空间变化(图10)及西北干旱区月平均可降水量和水汽通量的时空变化(图3)可知:7月大西洋的水汽输送强烈,再加上云下二次蒸发等因素的影响,^{18}O整体相对富集(图3c,10c,10g);而在西风水汽输送较弱的1月,研究区所能接收的水汽较少,^{18}O整体相对贫化(图3a,10a,10e)。在4月和10月水汽输送的强弱转化也影响着^{18}O的富集程度;4月^{18}O由相对贫化向相对富集过渡(图3b,10b,10f),10月^{18}O由相对富集向相对贫化过渡(图3d,10d,10h)。这说明研究区外来水汽中重同位素夏季富集、冬季贫化的季节特点主要受西风水汽主导,夏半年水汽输送较强,冬半年水汽输送较弱,西风水汽输送强度不同,对应的外来水汽中重同位素的富集程度也有所差异。

地表蒸发和植物蒸腾过程中也存在同位素分馏,轻同位素优先蒸发;特别是在冬春季节,水汽再循环中重同位素相对贫化,但其对降水的贡献率却比较高。LMDZ(free)和LMDZ(nudged)模拟的地表蒸发水汽中$\delta^{18}_{ev}O$分别介于－45.4‰～－24.9‰与－44.6‰～－25.1‰,植物蒸腾水汽中$\delta^{18}_{tr}O$分别介

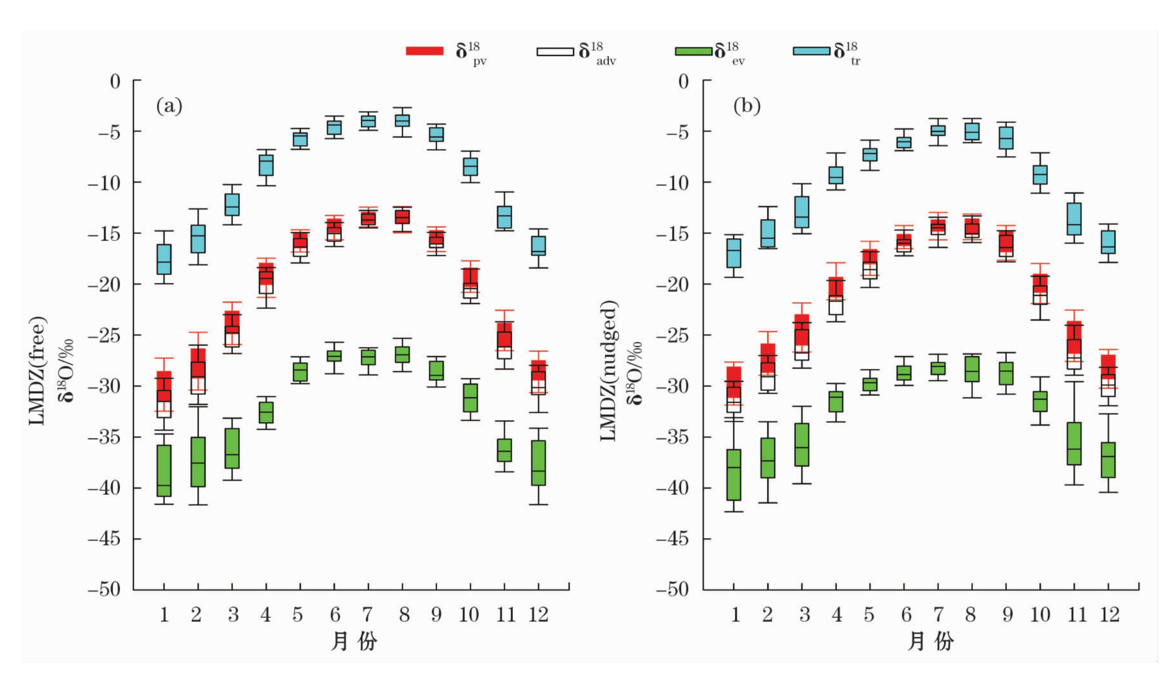


图9 LMDZ(free)和LMDZ(nudged)模拟的西北干旱区1979—2007年降水水汽、外来水汽、地表蒸发水汽以及植物蒸腾水汽中的^{18}O的季节变化

Fig.9 Seasonal variations of ^{18}O in precipitation vapor, advection vapor, surface evaporation vapor and plant transpiration vapor in the arid region in Northwest China, derived from LMDZ (free) and LMDZ (nudged) during the period of 1979－2007

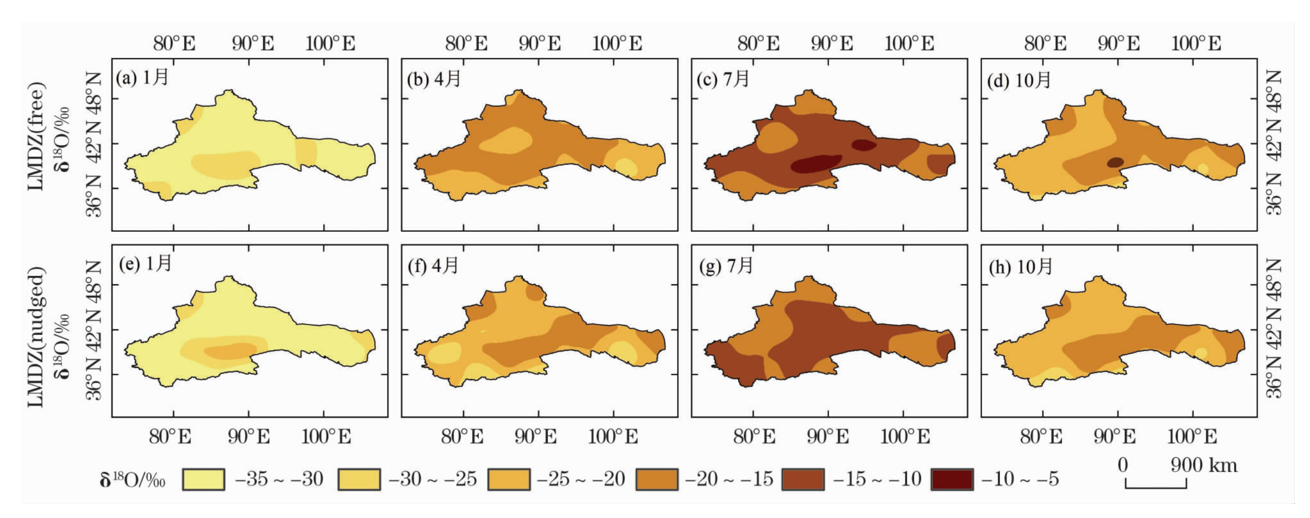


图 10　LMDZ(free)和 LMDZ(nudged)模拟的西北干旱区 1979—2007 年 1 月、4 月、7 月和 10 月外来水汽中 $\delta^{18}O$ 的空间变化

Fig. 10　The spatial variations of $\delta^{18}O$ in advection vapor in January, April, July and October in the arid region in northwest China, derived from LMDZ (free) and LMDZ (nudged) during the period of 1979 – 2007

于 −20.7‰ ~ −2.3‰和 −20.8‰ ~ −2.9‰(图 9),整体呈现夏半年^{18}O 相对富集,而冬半年^{18}O 相对贫化。也就是说,在夏季^{18}O 相对富集时(图 9a,9b),外来水汽贡献率较高(图 4a,4d),水汽再循环贡献率较低(图 4b,4e,4c,4f);反之,在冬季^{18}O 相对贫化时,外来水汽贡献率较低,水汽再循环贡献率较高。

3　讨论

我国幅员辽阔,地形、气候复杂多样,每个地区都有其独特的降水模式和水汽再循环特征。在我国台湾地区,山区的水汽再循环率为 37%,平原丘陵区的水汽再循环率为 31%[12]。并且再循环水汽中蒸腾水汽的贡献率远大于蒸发水汽,这主要受地形影响,在高山森林区植物蒸腾水汽要比平原丘陵区高很多。此外,降水和温度也是影响蒸腾的主要因素,在强降雨发生时,蒸腾增强,而在高温状况下,蒸腾减弱。在内陆石羊河流域,地表蒸发、植物蒸腾和外来水汽对降水的平均贡献率分别为 9%、14% 和 77%[15],同时蒸发和蒸腾水汽贡献率随着海拔升高而增加,且随着季节而变化,在 8 月是最高的。在亚洲中部干旱区绿洲站点夏季的水汽再循环特征表明[14]:面积较大的绿洲,如乌鲁木齐,其再循环水汽对当地降水的贡献率约为 16.2%,地表蒸发和蒸腾水汽对降水贡献率分别介于 5.9% ±1.5% 和 10.3% ±2.2%;面积较小的绿洲,如石河子和蔡家湖,再循环水汽对降水的贡献率不足 5%,并且地表蒸发对降水的贡献率远小于植物蒸腾的贡献率。这与本文利用模拟数据计算的石羊河流域及干旱区绿洲站点附近的再循环水汽整体较为接近,说明利用 LMDZ 模拟数据计算西北干旱区水汽再循环率具有可行性。

不同于我国台湾地区的水汽再循环特征,西北干旱区远离水汽源地,降水稀缺,植被覆盖的空间异质性强。受自然和人为因素的影响,研究区植被覆盖整体呈东南高西北低、山区高平原低、绿洲区高荒漠区低的特点[48],但是 LMDZ(free)和 LMDZ(nudged)这两种模拟结果均显示:在荒漠平原区,植物蒸腾水汽对降水的贡献率却略高。对于这种情况,可能原因主要有:① 由于沙生植物克服了地表极度缺水的恶劣环境,利用其发达的根系吸收埋藏较深的地下水而存活,并通过呼吸作用确实向周围大气贡献一部分水汽;② 不能忽视的是,代入同位素 GCM 模拟的气象数据和同位素数据一般都分布在绿洲地区,而在真正的沙漠覆盖区几乎没有实测资料作为模式的输入,在空间代表性上存在局限性,从而影响模拟结果;③ 可能与直接采用未进行分馏校正的月平均降水同位素代替植物蒸腾水汽同位素有关。以上原因都会导致原本干旱少雨的荒漠平原区的水汽再循环率,特别是植物蒸腾水汽再循环率较高。

不同地区有不同的局地降水线,也存在不同的局地蒸发线。蒸发线反映了该区域的气象参数,使得不同气候条件下的水体蒸发线斜率有所差别。通常区域水体蒸发线有两种确定方法:① 同一水体的

时间序列 $\delta^{18}O$、δD 的拟合曲线;② 同一时间的空间序列 $\delta^{18}O$、δD 的拟合曲线[49]。本文选取新疆博斯腾湖、哈萨克斯坦东部湖泊、内蒙古呼伦湖和达里诺尔湖、塔吉克斯坦喀拉湖、天山北坡湖泊等有关文献中的湖水蒸发同位素数据,并在祁连山地区的古浪、肃北、肃南、天祝以及乌鞘岭等地做了盆面蒸发实验,计算出当地的蒸发线(表 1),并通过对以上蒸发线斜率求取平均值,得出西北干旱区的局地蒸发线斜率,从而在不包含平衡分馏假设下估算降水水汽的同位素值。当然,更为准确地估计可能还需要搜集更多相近时间段的湖水蒸发同位素数据,以及尽可能多地选取不同下垫面做盆面蒸发实验,明确不同区域的蒸发线异质性,才能得出更切合实际的优化模拟效果。

4 结 论

本文选用 LMDZ(free)和 LMDZ(nudged)模拟的 1979—2007 年的降水同位素数据,借助同位素混合模型,分析了西北干旱区水汽再循环对降水的贡献率和贡献量的时空分布特征及其作用机制,得出如下结论:

(1)外来水汽对降水的月平均和年际贡献率较高,季节上呈夏高冬低、年际变化上呈逐渐上升的趋势;水汽再循环对降水的月平均和年际贡献率较低,呈夏低冬高、逐年下降(冬半年植物蒸腾水汽的年际贡献率逐年上升)的趋势。

(2)外来水汽和水汽再循环对降水的贡献率空间分布不均,研究区外来水汽贡献率较高,在山区附近其值较高,在荒漠平原区较低;而水汽再循环贡献率较低,其中地表蒸发水汽贡献率在大范围地区低于植物蒸腾水汽贡献率,但在小范围地区高于植物蒸腾水汽贡献率。

(3)外来水汽和地表蒸发水汽的贡献量与其贡献率在空间分布上具有一致特征,而植物蒸腾水汽贡献量与其贡献率的空间分布特征却不一致,其在山区的贡献量高于周围的荒漠平原区。

参考文献(References):

〔1〕 Van d E R J,Savenije H H G,Schaefli B,et al. Origin and fate of atmospheric moisture over continents〔J〕. Water Resources Research,2010,46(9):201-210.

〔2〕 Van d E R J,Wang-Erlandsson L,Keys P W,et al. Contrasting roles of interception and transpiration in the hydrological cycle-Part 2:Moisture recycling〔J〕. Earth System Dynamics,2014,5(1):441-469.

〔3〕 Hua L,Zhong L,Ke Z. Characteristics of the precipitation recycling ratio and its relationship with regional precipitation in China〔J〕. Theoretical and Applied Climatology,2015,127(3-4):1-19.

〔4〕 Pathak A,Ghosh S,Kumar P. Precipitation recycling in the indian subcontinent during summer monsoon〔J〕. Journal of Hydrometeorology,2014,15(5):2 050-2 066.

〔5〕 Goessling H F,Reick C H. What do moisture recycling estimates tell us? Exploring the extreme case of non-evaporating continents〔J〕. Hydrology and Earth System Sciences,2011,15(15):3 217-3 235.

〔6〕 Aemisegger F,Pfahl S,Sodemann H,et al. Deuterium excess as a proxy for continental moisture recycling and plant transpiration〔J〕. Atmospheric Chemistry & Physics,2014,14(8):29 721-29 784.

〔7〕 王圣杰,张明军. 新疆天山降水稳定同位素的时空特征与影响因素〔J〕. 第四纪研究,2017,37(5):1 119-1 130.〔Wang Shengjie,Zhang Mingjun. Spatio-temporal characteristics and influencing factors of stable isotopes in precipitation across the Chinese Tianshan Mountains〔J〕. Quaternary Sciences,2017,37(5):1 119-1 130.〕

〔8〕 Zhang M,Wang S. A review of precipitation isotope studies in China:Basic pattern and hydrological process〔J〕. Journal of Geographical Sciences,2016,26(7):921-938.

〔9〕 Xu Y W,Kang S C,Zhang Y L,et al. A method for estimating the contribution of evaporative vapor from Nam Co to local atmospheric vapor based on stable isotopes of water bodies〔J〕. Chinese Science Bulletin,2011,56(14):1 511-1 517.

〔10〕 Cui B L,Li X Y. Stable isotopes reveal sources of precipitation in the Qinghai Lake Basin of the Northeastern Tibetan Plateau〔J〕. Science of the Total Environment,2015,527-528:26-37.

〔11〕 Kong Y,Pang Z,Froehlich K. Quantifying recycled moisture fraction in precipitation of an arid region using deuterium excess〔J〕. Hydrology & Earth System Sciences,2013,65(1):388-402.

〔12〕 Peng T R,Liu K K,Wang C H,et al. A water isotope approach to assessing moisture recycling in the island-based precipitation of Taiwan:A case study in the Western Pacific〔J〕. Water Resources Research,2011,47(8):2 168-2 174.

〔13〕 Phillips D L,Gregg J W. Uncertainty in source partitioning using stable isotopes〔J〕. Oecologia,2001,127(2):171-179.

〔14〕 Wang S,Zhang M,Che Y,et al. Contribution of recycled moisture to precipitation in oases of arid Central Asia:A stable isotope approach〔J〕. Water Resources Research,2016,52(4):3 246-3 257.

〔15〕 Li Z,Qi F,Wang Q J,et al. Contributions of local terrestrial evaporation and transpiration to precipitation using $\delta^{18}O$ and D-excess as a proxy in Shiyang inland river basin in China〔J〕. Global & Planetary Change,2016,146:140-151.

〔16〕 马潜,张明军,王圣杰,等. 中国西部局地蒸发水汽贡献率探讨〔J〕. 地理科学进展,2012,31(11):1 452-1 459.〔Ma Qian,Zhang Mingjun,Wang Shengjie,et al. Contributions of local moisture to precipitations in Western China〔J〕. Progress in Geography,2012,31(11):1 452-1 459.〕

〔17〕 Zhang Xinping,Sun Zhian,Guan Huade,et al. GCM simulations of stable isotopes in the water cycle in comparison with GNIP observations over East Asia〔J〕. Acta Meteorologica Sinica,2012,26(4):

420 – 437.

〔18〕 潘素敏,张明军,王圣杰,等. 基于 GCM 的中国土壤水中 $\delta^{18}O$ 的分布特征〔J〕. 生态学杂志,2017,36(6):1 727 – 1 738.〔Pan Sumin,Zhang Mingjun,Wang Shengjie,et al. Distribution characteristics of $\delta^{18}O$ in soil water in China based on GCMs〔J〕. Chinese Journal of Ecology,2017,36(6):1 727 – 1 738.〕

〔19〕 Yang Sen,Zhang Mingjun,Wang Shengjie,et al. Interannual trends in stable oxygen isotope composition in precipitation of China during 1979 – 2007:Spatial incoherence〔J〕. Quaternary International,2017,454:25 – 37.

〔20〕 章新平,孙治安,张新主,等. 东亚降水中 $\delta^{18}O$ 的 GCM 模拟及其与 GNIP 实测值的比较〔J〕. 第四纪研究,2012,32(1):67 – 80.〔Zhang Xinping,Sun Zhi'an,Zhang Xinzhu,et al. Intercomparison of $\delta^{18}O$ in precipitation simulated by isotopic GCMs with GNIP observations over East Asia〔J〕. Quaternary Sciences,2012,32(1):67 – 80.〕

〔21〕 Coletti A J,Deconto R M,Brighamgrette J,et al. A GCM comparison of Pleistocene super-interglacial periods in relation to Lake El'gygytgyn,NE Arctic Russia〔J〕. Climate of the Past,2015,11(7):979 – 989.

〔22〕 Wang S,Zhang M,Chen F,et al. Comparison of GCM-simulated isotopic compositions of precipitation in arid central Asia〔J〕. Journal of Geographical Sciences,2015,25(7):771 – 783.

〔23〕 陈亚宁. 中国西北干旱区水资源研究〔M〕. 北京:科学出版社,2014.〔Chen Yaning. Study on Water Resources in Arid Region of Northwest China〔M〕. Bejing:Science Press,2014.〕

〔24〕 陈亚宁,李稚,范煜婷,等. 西北干旱区气候变化对水文水资源影响研究进展〔J〕. 地理学报,2014,69(9):1 295 – 1 304.〔Chen Yaning,Li Zhi,Fan Yuting,et al. Research progress on the impact of climate change on water resources in the arid region of Northwest China〔J〕. Acta Geographica Sinica,2014,69(9):1 295 – 1 304.〕

〔25〕 姚俊强,杨青,刘志辉,等. 中国西北干旱区降水时空分布特征〔J〕. 生态学报,2015,35(17):5 846 – 5 855.〔Yao Junqiang,Yang Qing,Liu Zhihui,et al. Spatio-temporal change of precipitation in arid region of the Northwest China〔J〕. Acta Ecologica Sinica,2015,35(17):5 846 – 5 855.〕

〔26〕 张强,赵映东,张存杰,等. 西北干旱区水循环与水资源问题〔J〕. 干旱气象,2008,26(2):1 – 8.〔Zhang Qiang,Zhao Yingdong,Zhang Cunjie,et al. Issues about hydrological cycle and water resource in arid region of Northwest China〔J〕. Arid Meteorology,2008,26(2):1 – 8.〕

〔27〕 商沙沙,廉丽姝,马婷,等. 近 54 a 中国西北地区气温和降水的时空变化特征〔J〕. 干旱区研究,2018,35(1):68 – 76.〔Shang Shasha,Lian Lishu,Ma Ting,et al. Spatiotemporal variation of temperature and precipitation in Northwest China in recent 54 years〔J〕. Arid Zone Research,2018,35(1):68 – 76.〕

〔28〕 胡增运,胡汝骥,周启鸣,等. 亚洲中部干旱区干湿时空变化特征〔J〕. 干旱区研究,2018,35(2):260 – 268.〔Hu Zengyun,Hu Ruji,Zhou Qiming,et al. Spatiotemporal variation of wetting or drying in the arid regions in Central Asia〔J〕. Arid Zone Research,2018,35(2):260 – 268.〕

〔29〕 姚俊强,杨青,毛炜峄,等. 西北干旱区大气水分循环要素变化研究进展〔J〕. 干旱区研究,2018,35(2):269 – 276.〔Yao Junqiang,Yang Qing,Mao Weiyi,et al. Progress of study on variation of atmospheric water cycle factors over arid region in Northwest China〔J〕. Arid Zone Research,2018,35(2):269 – 276.〕

〔30〕 Risi C,Bony S,Vimeux F,et al. Water-stable isotopes in the LMDZ4 general circulation model:Model evaluation for present-day and past climates and applications to climatic interpretations of tropical isotopic records〔J〕. Journal of Geophysical Research Atmospheres,2010,115(D12),doi:10.1029/2009JD013255.

〔31〕 Dansgaard W. Stable isotopes in precipitation〔J〕. Tellus,1964,16(4):436 – 468.

〔32〕 Brubaker Kaye L,Dara Entekhabi,Eagleson P S. Estimation of continental precipitation pecycling〔J〕. Journal of Climate,1993,6(6):1 077 – 1 089.

〔33〕 张强,俞亚勋,张杰. 祁连山与河西内陆河流域绿洲的大气水循环特征研究〔J〕. 冰川冻土,2008,30(6):907 – 913.〔Zhang Qiang,Yu Yaxun,Zhang Jie. Characteristics of water cycle in the Qilian Mountains and the oasis in Hexi inland river basins〔J〕. Journal of Glaciology and Geocryology,2008,30(6):907 – 913.〕

〔34〕 Skrzypek G,Mydłowski A,Dogramaci S,et al. Estimation of evaporative loss based on the stable isotope composition of water using Hydrocalculator〔J〕. Journal of Hydrology,2015,523:781 – 789.

〔35〕 Gibson J J,Reid R. Water balance along a chain of tundra lakes:A 20-year isotopic perspective〔J〕. Journal of Hydrology,2014,519:2 148 – 2 164.

〔36〕 罗丽,王晓蕾,余鹏. 饱和水汽压计算公式的比较研究〔J〕. 气象水文海洋仪器,2003(4):24 – 27.〔Luo Li,Wang Xiaolei,Yu Peng. The compare and research of the calculate formula of the saturation water steam pressure〔J〕. Meteorological,Hydrological and Marine Instrument,2003(4):24 – 27.〕

〔37〕 Qiu X,Zhang M,Wang S. Preliminary research on hydrogen and oxygen stable isotope characteristics of different water bodies in the Qilian Mountains,Northwestern Tibetan Plateau〔J〕. Environmental Earth Sciences,2016,75(23):1 491.

〔38〕 包为民,胡海英,王涛,等. 蒸发皿中水面蒸发氢氧同位素分馏的实验研究〔J〕. 水科学进展,2008,19(6):780 – 785.〔Bao Weimin,Hu Haiying,Wang Tao,et al. Experimental study on the fractionation mechanism of hydrogen and oxygen stable isotopes in evaporation from water surface of evaporation pans〔J〕. Advances in Water Science,2008,19(6):780 – 785.〕

〔39〕 Lis G,Wassenaar L I,Hendry M J. High-precision laser spectroscopy D/H and $^{18}O/^{16}O$ measurements of microliter natural water samples〔J〕. Analytical Chemistry,2008,80(1):287 – 293.

〔40〕 努尔阿米乃姆·阿木克. 博斯腾湖流域氢氧同位素及水化学特征研究〔D〕. 乌鲁木齐:新疆大学,2016.〔Nuraminem Amuk. Study of Environmental Isotopes and Chemical Characteristics of Bosten Lake Basin〔D〕. Urumqi:Xinjiang University,2016.〕

〔41〕 曾海鳌,吴敬禄,刘文,等. 哈萨克斯坦东部水体氢氧同位素和水化学特征〔J〕. 干旱区地理,2013,36(4):662 – 668.〔Zeng Hai'ao,Wu Jinglu,Liu Wen,et al. Characteristics of hydrochemistry and hydrogen,oxygen isotopes of waters in Kazakhstan〔J〕. Arid Land Geography,2013,36(4):662 – 668.〕

〔42〕 Mischke S,Rajabov I,Mustaeva N,et al. Modern hydrology and late holocene history of Lake Karakul,eastern Pamirs(Tajikistan):A reconnaissance study〔J〕. Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology,2010,289(1):10 – 24.

〔43〕 梁丽娥,李畅游,史小红,等. 内蒙古呼伦湖流域地表水与地下水氢氧同位素特征及湖水来源分析〔J〕. 湿地科学,2017,15(3):385 – 390.〔Liang Li'e,Li Changyou,Shi Xiaohong,et al.

Characteristics of hydrogen and oxygen isotopes of surface and ground water and the analysis of source of lake water in Hulun Lake Basin, Inner Mongolia〔J〕. Wetland Science, 2017, 15(3): 385－390.〕

〔44〕 刘志娇. 达里诺尔湖水动力条件及氢氧稳定同位素试验研究〔D〕. 呼和浩特:内蒙古农业大学, 2015.〔Liu Zhijiao. Tests of Hydrodynamics and Hydrogen and Oxygen Stable Isotopes in Lake Darinol〔D〕. Hohhot: Inner Mongolia Agricultural University, 2015.〕

〔45〕 Craig H, Gordon L I. Deuterium and ^{18}O variations in the ocean and marine atmosphere〔J〕. Symposium on Marine Geochemistry, 1965: 277－374.

〔46〕 Gat J R, Bowser C J, Kendall C. The contribution of evaporation from the Great Lakes to the continental atmosphere: Estimate based on stable isotope data〔J〕. Geophysical Research Letters, 1994, 21(7): 557－560.

〔47〕 许鹏. 新疆北疆平原荒漠生态特征, 问题与对策〔J〕. 草业学报, 1997, 6(4): 6－10.〔Xu Peng. Ecological characteristics, problems and developmental strategy of plain desert in Northern Xinjiang〔J〕. Acta Prataculturae Sinica, 1997, 6(4): 6－10.〕

〔48〕 赵晶, 周耀治, 邓兴耀. 西北干旱区植被覆盖时空动态特征〔J〕. 林业资源管理, 2017(1): 118－126.〔Zhao Jing, Zhou Yaozhi, Deng Xingyao. Temporal-spatial dynamic change characteristics of vegetation coverage in arid regions of Northwest China〔J〕. Forest Resources Management, 2017(1): 118－126.〕

〔49〕 王永森, 马振民, 徐征和. 基于瑞利分馏模式的水体蒸发线斜率模型〔J〕. 水科学进展, 2011, 22(6): 795－800.〔Wang Yongsen, Ma Zhenmin, Xu Zhenghe. Slope of evaporation Lines in a model based on Rayleigh fractionation formula〔J〕. Advances in Water Science, 2011, 22(6): 795－800.〕

Contribution of Moisture Recycling to Precipitation in the Arid Region in Northwest China Based on LMDZ Model

YU Xiu-xiu[1], ZHANG Ming-jun[1], WANG Sheng-jie[1,2,3], QIU Xue[1], DU Ming-xia[1], ZHOU Su-e[1], MENG Hong-fei[1]

(1. *College of Geography and Environmental Science, Northwest Normal University, Lanzhou* 730070, *Gansu, China*;
2. *Key Laboratory for Ecology and Environment of Riverine Wetlands in Shaanxi Province, Weinan* 714099, *Shaanxi, China*;
3. *Institute of Desert Meteorology, China Meteorological Administration, Urumqi* 830002, *Xinjiang, China*)

Abstract: As an important link in the process of land water cycle, the contribution of local moisture recycling to precipitation in the arid region in northwest China cannot be ignored although its absolute amount is relatively limited. Based on the isotopic data simulated by LMDZ simulations, the spatiotemporal distribution characteristics and mechanism of the contribution proportion of recycled moisture during the period from 1979 to 2007 in the arid region in northwest China were analyzed by the isotopic mixing model. Results showed that the monthly and interannual contribution rate of advection moisture to precipitation was obviously higher than that of recycled moisture during the study period, it was high in summer but low in winter, and increased gradually at annual scale. Oppositely, the monthly and interannual contribution rate of recycled moisture to precipitation was relatively low, it was low in summer but high in winter, and decreased year by year (the interannual contribution proportion of plant transpiration moisture increased in winter half year). Spatially, the contribution proportion of advection moisture was different, and it was high in mountainous areas but low in desert plains. The contribution proportion of evaporation vapor was lower than that of plant transpiration vapor in most areas, but it was opposite in some regions. The spatial distribution of the contribution amount of advection vapor and surface evaporation vapor was consistent with its contribution rate, while the contribution amount of plant transpiration vapor was higher in mountainous areas than that in desert plains.

Key words: moisture recycling; precipitation contribution proportion; spatial distribution; isotopic mixing model; LMDZ model; arid region Northwest China